

ETUDE COMPARATIVE
DU MOUVEMENT DU SOL DANS LA PHASE PRINCIPALE
D'UN TREMBLEMENT DE TERRE.

Pr. B. Galitzine (Golicyn).

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ ПОЧВЫ
ВЪ ГЛАВНОЙ ФАЗѢ ЗЕМЛЕТРЯСЕНІЯ.

Кн. Б. Голицына.

ПЕТРОГРАДЪ.
ТИПОГРАФІЯ ИМПЕРАТОРСКОЙ АКАДЕМІИ НАУКЪ.
Вас. Остр., 9 линія, № 12.
1915.

№ 1770.

Etude comparative du mouvement du sol dans la phase principale d'un tremblement de terre.

Prince B. GALITZINE (GOLICYN).

Напечатано по распоряженію Императорской Академіи Наукъ.

Январь 1915 года.

За Непремѣннаго Секретаря академикъ К. Залеманъ.

Dans les quinze dernières années, les recherches sismologiques, tant théoriques que pratiques, ont pris un grand essor. La Sismologie, cette toute jeune science, qui fait partie de la Géophysique générale, a réalisé des progrès rapides et importants, depuis qu'elle a pris pour guide et pour base les principes généraux de la Physique et de la Mécanique rationnelle. La Sismologie n'est plus une science purement descriptive, comme elle l'était encore en partie vers la fin du siècle passé, mais une science rationnelle, ressortissant plutôt au domaine de la Physique expérimentale et mathématique.

Quoique le terrain actuellement gagné par la Sismologie soit assez vaste, il y a toujours un très grand nombre de problèmes qui restent encore à élucider et bien des détails à approfondir. Cette science pose incessamment de nouveaux problèmes à résoudre, et le champ des recherches, où les mathématiciens, physiciens et sismologues peuvent développer leur activité scientifique, est presque illimité.

En particulier, l'étude des ondes sismiques longitudinales et transversales dans leur rapport avec les deux phases préliminaires *P* et *S* d'un sismogramme a fait dernièrement de grands progrès, mais l'étude détaillée de la phase principale (maximale) d'un sismogramme qui correspond à l'arrivée des ondes longues, ou ondes dites de Lord Rayleigh, a été jusqu'à présent un peu négligée. Il y a eu certainement maintes recherches faites dans cette direction, pour ne citer que les magistrales oeuvres théoriques de Lord Rayleigh et de H. Lamb, ainsi que les travaux d'Omori sur les différentes périodes dans la phase principale, etc., mais une étude comparative et suivie sur le *mouvement vrai du sol* imprimé dans la phase maximale à diverses stations sismiques par un même sisme, n'a pas été, que je sache, entreprise

jusqu'à présent. Or c'est là un problème de la plus haute importance, car une étude détaillée du mouvement vrai des couches supérieures de la croûte terrestre pourrait bien nous révéler différentes propriétés caractéristiques des ondes sismiques et élucider maintes autres questions ayant un rapport immédiat avec la Géologie.

Ce problème important présente toutefois des difficultés des plus sérieuses, vu que le mouvement vrai du sol dans la phase principale est ordinairement très complexe, représentant une superposition d'ondes de périodes, amplitudes et phases initiales différentes, sans parler encore de l'amortissement des vibrations correspondantes. Il s'agit donc de savoir dépouiller un sismogramme très complexe pour les deux ou trois composantes et de passer ensuite du mouvement relatif donné par les instruments au mouvement vrai du sol. Il y a lieu ensuite de comparer ce mouvement en divers endroits.

Néanmoins il se présente souvent des cas exceptionnellement favorables où une onde ou même un groupe d'ondes, ayant un caractère presque sinusoïdal, se dessine nettement parmi d'autres vibrations compliquées sur le sismogramme, et on est alors en état de retrouver et d'identifier le même maximum ou groupe d'ondes sur les sismogrammes obtenus à différentes stations sismiques. Dans ce cas, en considérant ce mouvement comme relevant comme première approximation d'une vibration purement harmonique, le problème en question est notablement simplifié. Il ne s'agit pas dans cette étude de remonter au mouvement vrai du sol dans la zone épicertrale, qui peut être extrêmement compliqué, ou même consister en une série de shocks séparés, mais simplement de comparer les mouvements *correspondants* en diverses stations éloignées.

C'est justement le problème que je me suis proposé d'aborder. Les résultats auxquels je suis arrivé et qui seront décrits dans cette note ne sauraient prétendre à une grande exactitude et ne peuvent être considérés que comme un premier pas vers la vérité. D'une manière générale, toute l'étude entreprise ici sur cet argument n'est qu'une première tentative dans cette direction. J'ai eu seulement en vue de défricher un peu le terrain dans cette voie et de m'orienter tant bien que mal sur ce qui se passe quand une trainée d'ondes longues traverse différentes stations sismiques.

Ce même problème est certainement à reprendre en employant des méthodes beaucoup plus précises et en tenant compte des divers détails du mouvement sismique, mais, comme première approximation, l'étude que j'ai faite pourra j'espère offrir quelque intérêt.

Comme il s'agit ici de comparer le *mouvement vrai du sol* à diverses stations, il est indispensable, pour des raisons bien connues et sur lesquelles

il est inutile d'insister ici, que les sismographes en question soient fortement amortis. Le plus avantageux au point de vue théorique est d'employer des instruments apériodiques ou plutôt se trouvant dans le voisinage immédiat de l'apériodicité, pourvu que l'amplification de mouvement soit suffisante.

Pour cette raison, j'ai choisi pour cette recherche celles des stations sismiques qui possèdent des pendules horizontaux apériodiques à enregistrement galvanométrique du même type que ceux de Pulkovo, qui sont, comme on le sait, d'une très haute sensibilité. Les stations dont je me suis servi sont celles de Pulkovo, Irkutsk, Tiflis, Eskdalemuir et Uccle. Pour toutes ces stations, j'avais à ma disposition, ou les sismogrammes originaux, ou des copies, et, comme toutes ces stations étaient munies d'appareils identiques, l'étude comparative des sismogrammes était jusqu'à un certain point simplifiée.

Il aurait été certainement préférable pour cette recherche d'avoir des stations sismiques situées dans différentes parties du monde, car, à l'exception d'Irkutsk, les quatre autres stations étaient relativement rapprochées les unes des autres, mais, faute de matériaux valables, j'ai dû me contenter de ce que j'ai pu rassembler. Du reste, même avec les 5 stations dont j'ai pu me servir, les sismogrammes ne possédaient pas toujours la netteté et la précision de détails indispensables pour ce genre d'études, de sorte que le matériel sur lequel j'ai pu opérer était relativement très restreint. Comme première tentative, c'était pourtant suffisant, mais il va sans dire que cette étude est à reprendre avec des données plus abondantes et en soumettant les sismogrammes correspondants à une analyse beaucoup plus suivie et minutieuse.

Une fois fixé sur les stations pour lesquelles je voulais entreprendre la comparaison des sismogrammes, il fallait ensuite choisir des sismes qui fussent caractérisés dans la phase principale par des maxima ou groupes d'ondes très saillants, afin de pouvoir les identifier sur les différents diagrammes mis à ma disposition. C'est là justement un travail très difficile et pénible, qui exige beaucoup d'attention et une analyse scrupuleuse, car, dans cette identification des maxima, on peut très facilement être induit en erreur et arriver à des résultats tout à fait erronés. Dans ce travail minutieux, mon second assistant M. Nikiforov m'a apporté un concours très précieux, et je tiens à lui en exprimer ici ma vive reconnaissance.

Une des causes qui rendent particulièrement difficile l'identification des maxima sur les différents sismogrammes est non seulement l'extrême complexité du phénomène vu la superposition d'ondes, mais le fait qu'il faut toujours étudier la marche *simultanée* des deux composantes rectangu-

lares $N-S$ et $E-W$, car il s'agit toujours de comparer le vecteur résiduel, c'est-à-dire l'amplitude et la direction de la *résultante* horizontale du mouvement vrai du sol à un moment donné.

Avant d'entreprendre cette étude, j'étais porté à croire que, les instruments étant partout les mêmes et à peu près de la même sensibilité, les courbes obtenues à différentes stations voisines et provoquées par le même tremblement de terre devaient avoir entre elles une grande analogie, ce qui devait faciliter de beaucoup l'identification des maxima. A mon grand étonnement, ce n'était nullement le cas. Les courbes étaient souvent tout à fait disparates et, même pour des distances épicentrales à peu près les mêmes, les tracés affectaient un caractère tout à fait différent. Le fait est par lui-même très curieux et intéressant, mais il ne tend pas à diminuer les difficultés de ce genre de recherches. Au contraire ces difficultés se sont notablement accrues.

Tout bien considéré, j'ai pris comme point de départ pour cette étude purement préliminaire 4 sismes plus ou moins violents qui furent ressentis les 10 Août, 24 Janvier, 25 Mai et 10 Juin 1912 et dont les épicentres correspondants se trouvaient respectivement dans le voisinage des Dardanelles, près de la côte ouest de la Thessalie, dans les monts Carpathes et dans le voisinage de la péninsule d'Alaska.

Je vais maintenant décrire successivement les résultats que j'ai obtenus en faisant l'analyse comparée des sismogrammes pour ces quatre tremblements de terre.

Tremblement de terre du 10/VIII 1912.

Le coordonnées géographiques de l'épicentre ont été déterminées par la méthode azimutale, décrite dans ma note insérée au Bulletin de l'Académie Impériale des sciences de Pétrograd № 15, p. 1137, 1914, en combinant les azimuts de l'épicentre, mesurés à Pulkovo et Eskdalemuir.

Le calcul a donné pour la latitude et la longitude de l'épicentre

$$\varphi_e = 39^{\circ}9' N$$

$$\lambda_e = 25^{\circ}9' E.$$

Ce point se trouve dans le voisinage du détroit des Dardanelles, où ce sisme a été en effet ressenti.

J'avais à ma disposition pour ce sisme les sismogrammes des quatre stations suivantes: Uccle, Pulkovo, Eskdalemuir et Irkutsk.

Dans le tableau suivant, Δ_e représente la distance de cet épicentre jusqu'à ces quatre stations, P et S les moments d'arrivée des premières ondes longitudinales et transversales en temps moyen de Greenwich. En prenant au tableau bien connu de Zöppritz et Geiger¹⁾ avec l'argument Δ_e les temps T_1 et T_2 du parcours de ces deux types d'ondes depuis l'épicentre jusqu'aux différentes stations, on obtient le moment approché t_0 du déclenchement du sisme à l'épicentre même. Ces valeurs sont aussi consignées dans le même tableau.

Comme les valeurs de T_1 et de T_2 données dans le tableau de Zöppritz et Geiger ne peuvent être considérées comme étant absolument exactes et comme elles exigent sans aucun doute pour certaines distances épicentrales quelques corrections supplémentaires, il ne peut être question ici d'obtenir une valeur exacte de t_0 pour le début du phénomène à étudier, mais seulement une valeur approchée.

Stations	Δ_e	P	S	t_0	
				d'après T_1	d'après T_2
Uccle	2060 klm.	9 ^h 28 ^m 9 ^s	9 ^h 31 ^m 40 ^s	9 ^h 23 ^m 46 ^s	9 ^h 23 ^m 49 ^s
Pulkovo.	2230 »	— — 14	— — 54	— — 33	— — 30
Eskdalemuir. . . .	2740 »	— 29 14	— 33 34	— — 41	— — 38
Irkutsk.	5900 »	— 33 11	— 40 34	— — 45	— — 37
Moyenne				9 ^h 23 ^m 41 ^s	9 ^h 23 ^m 39 ^s

Comme moyenne définitive on obtient

$$t_0 = 9^h 23^m 40^s.$$

En étudiant les sismogrammes d'Uccle, d'Eskdalemuir et d'Irkutsk, on trouve dans la phase principale (ondes longues) deux groupes d'ondes très-caractéristiques. Le deuxième groupe était plus intense que le premier. Pour le premier groupe, il était possible d'identifier des maxima correspondants; pour le deuxième, c'était déjà beaucoup plus difficile. Pour le but proposé, un seul maximum très saillant et bien dessiné serait au fond tout à fait suffisant à une étude préliminaire.

Quant au sismogramme de Pulkovo, le caractère du mouvement du sol était tout à fait différent et il fallait totalement abandonner l'idée d'identifier quelques maxima avec ceux des autres stations. A Pulkovo, le mouvement était d'abord assez intense et allait ensuite en s'affaiblissant.

¹⁾ Voir par exemple mes Leçons de Sismométrie: *Vorlesungen über Seismometrie*, page 107. Edition Teubner, à Leipzig, 1914.

Après avoir soigneusement mesuré les périodes et les amplitudes des maxima qu'on avait choisis, il fallait passer du mouvement relatif donné par ces pendules apériodiques à enregistrement galvanométrique au mouvement vrai du sol. Les formules nécessaires pour effectuer ces calculs ont été à plusieurs reprises données par moi; on les retrouve réunies dans mes Leçons de Sismométrie, citées plus haut (Chapitres VI et X). Les différentes constantes des instruments m'ont été fournies par les différentes stations sismiques en question. Les tables spéciales, «Seismometrische Tabellen», que j'ai publiées il y a quelques années, facilitent beaucoup toutes les opérations numériques à faire.

Pour une étude comparative comme celle-ci du mouvement vrai du sol en différents lieux, il est de la plus haute importance de toujours tenir compte de la différence de phase qui existe entre un maximum sur le sismogramme et le maximum correspondant du mouvement vrai du sol. Il y a toujours un petit retard pour le sismogramme, mais, au moyen de certaines formules très simples et de mes Tables Sismométriques, il est toujours facile d'apporter la correction nécessaire. Dans tout ce qui va suivre, je donne toujours, non les moments t_m des maxima sur les sismogrammes, mais les valeurs de t_{x_m} pour les maxima correspondants du mouvement vrai du sol, qui sont tout l'important. Ces calculs sont à faire pour les deux composantes $N-S$ et $E-W$.

Si t_{x_m} est le même pour les deux composantes, cela veut dire qu'il n'y a entre elles aucune différence de phase ψ , et le mouvement horizontal du sol est par conséquent rectiligne. C'est le cas le plus important à étudier et celui auquel je me suis presque exclusivement borné jusqu'à présent. Si la différence de phase ψ est petite, on peut approximativement considérer le mouvement comme rectiligne, mais, si ψ est grand, le mouvement est alors elliptique et le problème devient beaucoup plus compliqué.

Or, dans le sisme en question, pour les maxima, qui avaient été mesurés à Uccle, Pulkovo et Eskdalemuir, on a pu presque rigoureusement admettre que ψ était égal à zéro. A Irkutsk, dans le premier groupe d'ondes, ψ ne dépassait pas 3 secondes et nous considérerons le mouvement approximativement comme rectiligne, mais, pour le deuxième groupe, cette supposition n'était plus admissible.

Dans le tableau suivant, je donne premièrement les moments corrigés t_{x_m} des maxima du mouvement vrai du sol, déterminés dans les différentes traînées d'ondes; dans les deux colonnes suivantes se trouvent les amplitudes vraies A_N et A_E (demi-amplitude du mouvement total) des deux composantes $N-S$ et $E-W$ de ce mouvement, et, dans la quatrième, la période moyenne totale T_p du mouvement vibratoire correspondant. Le signe +

devant A_N ou A_E indique une direction vers le Nord ou l'Est, le signe — vers le Sud ou l'Ouest. Seuls les maxima dans le premier groupe d'ondes pour Uccle, Eskdalemuir et Irkutsk peuvent véritablement être considérés comme des *maxima correspondants*.

L'identification des maxima dans le deuxième groupe d'ondes, ainsi que pour ceux de Pulkovo, était à peine possible. Néanmoins ces maxima ont été mesurés et sont rassemblés dans le tableau suivant, car ils servent à élucider le caractère du mouvement vrai du sol dans la phase principale d'un sisme éloigné.

Stations	Δ_e	I groupe				II groupe			
		t_{x_m}	A_N	A_E	T_p	t_{x_m}	A_N	A_E	T_p
Uccle	2060 klm.	9 ^h 34 ^m 36 ^s	+21 ^u	+16 ^u	14 ^s	9 ^h 36 ^m 18 ^s	—28 ^u	—34 ^u	16 ^s
Pulkovo . . .	2230 »	— 34 28	—27 env.	+79	13	— 35 36	+29	—42	11
Eskdalemuir .	2740 »	— 37 51	+24	+11	21	— 40 26	—28	—20	19
Irkutsk. . . .	5900 »	— 53 11 ¹⁾	—10	—10	22	— 56 43	Irrégulier	+12	19

Ce tableau contient les résultats immédiats du dépouillement des sismogrammes; il s'agit maintenant d'en tirer différentes conclusions.

En comparant les trois maxima correspondants dans le premier groupe d'ondes pour Uccle, Eskdalemuir et Irkutsk, nous voyons premièrement que la période T_p de l'onde sismique superficielle augmente avec la distance épacentrale Δ_e . A Pulkovo, T_p est moindre qu'aux autres stations.

Ensuite, une fois qu'il s'agit ici de maxima véritablement correspondants, on peut s'en servir pour déduire la vitesse de propagation V des ondes superficielles ou longues, en combinant les trois stations deux par deux.

Soit $\delta\Delta_e$ la différence des distances épacentrales de deux stations quelconques et δt_{x_m} la différence des moments correspondants t_{x_m} ; on peut alors calculer V par la simple formule suivante:

$$V = \frac{\delta\Delta_e}{\delta t_{x_m}} \dots \dots \dots (1)$$

Les données du tableau précédent donnent les valeurs suivantes pour V .

Stations	$\delta\Delta_e$	δt_{x_m}	V	Période moyenne T_p
Uccle — Eskdalemuir.	680 klm.	3 ^m 15 ^s	3,49 klm./sec.	18 ^s
Eskdalemuir — Irkutsk.	3160	15 10	3,47	21
Uccle — Irkutsk.	3840	18 25	3,48	18

¹⁾ Moyenne pour les deux composantes.

L'accord entre les valeurs de V est des plus satisfaisant.
On obtient en moyenne

$$V = 3,48^{\text{km.}/\text{sec.}}$$

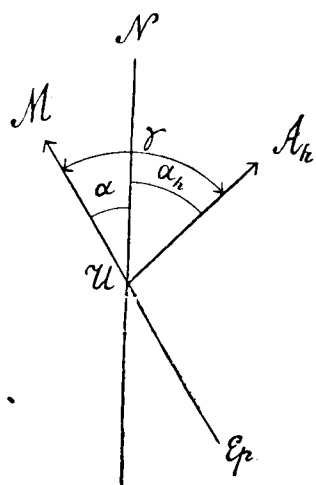
pour une période moyenne T_p de 19^s.

J'avais obtenu jadis pour V , en étudiant le sismogramme de Pulkovo lors du grand tremblement de terre de Messine le 28 Décembre 1908, par comparaison des moments des maxima dans la première trainée d'ondes superficielles arrivées à la station d'observation par le chemin le plus court, avec les moments des maxima correspondants dans la trainée d'ondes ayant passé par l'antiépicycle, la valeur suivante

$$V = 3,53^{\text{km.}/\text{sec.}}$$

qui est en très bon accord avec la valeur de V trouvée plus haut. La période moyenne correspondante était aussi d'environ 19 secondes¹⁾.

Fig. 1.



Passons maintenant à l'étude du mouvement vrai du sol.

Les coordonnées de l'épicentre étant données, on peut facilement calculer pour chaque station donnée la direction de la propagation des ondes superficielles, rapportée au point d'observation même. Désignons l'azimut correspondant par α . Pour Uccle, par exemple, on obtient $\alpha = NW 62,4$ (voir la figure 1, direction UM).

Ensuite, d'après les valeurs simultanées des deux composantes A_N et A_E dans les directions $N-S$ et $E-W$, on peut facilement déduire la direction (l'azimut correspondant α_h) et l'amplitude totale A_h du mouvement rectiligne horizontal résultant du sol.

On se servira pour ces calculs des formules suivantes:

$$\text{tg } \alpha_h = \frac{A_E}{A_N} \dots \dots \dots (2)$$

et

$$A_h = + \sqrt{A_N^2 + A_E^2} \dots \dots \dots (3)$$

¹⁾ Voir le Bulletin de l'Académie Impériale des sciences de Petrograd, № 4, p. 279, 1909.

En calculant l'azimut α_h , il faut toujours tenir compte des signes devant A_N et A_E .

Par exemple, pour Uccle, pour le maximum du premier groupe d'ondes, on obtient (voir la figure 1)

$$\alpha_h = 37,3 NE$$

et

$$A_h = 26,4^{\mu}.$$

Pour étudier le caractère du mouvement vrai du sol, il est de la plus haute importance de connaître l'angle γ entre les deux directions UM et UA_h . Dans ce cas spécial pour Uccle, on a

$$\gamma = \alpha + \alpha_h.$$

L'angle γ définit la direction du mouvement du sol par rapport au plan principal de la propagation des ondes, c'est-à-dire par rapport au plan passant par l'épicentre, le lieu d'observation et le centre de la terre. On peut, par analogie avec l'optique, selon la théorie de Neumann, dire que γ caractérise la position du plan de polarisation des vibrations sismiques superficielles.

L'étude systématique de cet angle pourrait éclaircir bien des particularités intéressantes de ce genre d'ondes.

Vu les erreurs inévitables dans la détermination des deux composantes A_N et A_E , il ne peut s'agir ici que de valeurs approchées de γ (je les donnerai ensuite arrondies à un degré près), mais, en raison de l'obscurité qui règne jusqu'à présent sur le caractère du mouvement vrai du sol dans la phase principale d'un sisme, des valeurs même approchées de cet angle pourraient contribuer à élucider bien des points importants concernant ce problème délicat et ardu.

Dans le tableau suivant, je donne pour chacune des quatre stations d'observation pour les maxima des deux trainées d'ondes les valeurs de l'azimut α de la propagation des ondes superficielles, l'azimut α_h de la résultante horizontale du vrai mouvement du sol, l'angle de polarisation γ et l'amplitude totale A_h . Nous considérerons γ comme positif, quand la direction du mouvement du sol UA_h se trouve à la droite de la direction de la propagation des ondes UM (voir la figure 1). Si, pour un maximum déterminé, γ est $> 90^\circ$, nous prendrons la direction opposée, qui correspond au maximum suivant ou précédent, afin que la valeur absolue de γ soit toujours $< 90^\circ$. Ainsi pour Uccle nous avons pour le maximum du premier groupe $\gamma = 100^\circ$; ceci équivaut à $\gamma = -80^\circ$.

Stations	α	I groupe			II groupe		
		α_h	γ	A_h	α_h	γ	A_h
Uccle	62°4 NW	37°3 NE	— 80°	26,4 ¹⁾	50°5 NE	— 67°	44,0 ¹⁾
Pulkovo	9°9 NE	71°1 SE	— 81°	83,5	55°4 NW	— 65°	51,0
Eskdalemuir	63°5 NW	24°6 NE	+ 88°	26,4	35°5 NE	— 81°	34,4
Irkutsk.	70°2 SE	45°0 SW	— 65°	14,1 ¹⁾	—	—	—

Ce tableau nous montre que, pour les trois premières stations relativement voisines de l'épicentre, l'angle de polarisation dans la première trainée d'ondes ne s'écarte par trop de 90°; donc, dans les premiers grands maxima de la phase principale, le mouvement du sol a lieu *presque perpendiculairement* à la direction de propagation des ondes superficielles. Dans la seconde trainée d'ondes, γ est déjà plus petit, ce qui prouve que le plan de polarisation a tourné; de plus, dans ces trois cas, le sens de rotation du plan de polarisation est toujours le même, à savoir de gauche à droite, c'est-à-dire celui du mouvement des aiguilles d'une montre.

Pour Irkutsk, qui est la station la plus éloignée de l'épicentre, l'angle γ dans la première trainée d'ondes est notablement moindre que pour les autres trois stations. Dans la deuxième trainée d'ondes, pour Irkutsk, on n'a pu déterminer γ , car le mouvement du sol n'était plus rectiligne, mais, en raison de la grande différence de phase entre les deux composantes, visiblement elliptique. Une particularité de ce mouvement est que la composante A_E devance la composante A_N . Ce fait tend à faire supposer que la vitesse de propagation des ondes superficielles dépend un peu de la position du plan des vibrations: pour $\gamma = 0$ et $\gamma = 90^\circ$, il se peut que les vitesses de propagation V diffèrent un peu, et cette différence, non encore appréciable pour des stations relativement proches, se fait ressentir aux stations éloignées. Ceci n'est du reste qu'une simple supposition, émise pour expliquer les faits directement observés.

En comparant les valeurs de A_h pour les trois stations d'Uccle, Eskdalemuir et Irkutsk, on serait conduit à admettre qu'avec l'accroissement de la distance épicentrale Δ_e , l'amplitude totale A_h décroît, mais Pulkovo fait à cette règle une exception très saillante.

Le sismogramme de Pulkovo affecte un tout autre caractère que ceux des trois autres stations; de plus, le mouvement du sol est relativement beaucoup plus intense.

Nous verrons dans la suite encore d'autres cas où, à des stations

¹⁾ Ignorant la petite différence de phase ψ .

plus voisines de l'épicentre, le mouvement du sol est beaucoup moins intense qu'à des stations plus éloignées. Ce fait indubitable et des plus curieux démontre clairement qu'il n'existe aucune relation simple entre l'amplitude du mouvement du sol A_h et la distance épicentrale Δ_e , en ce sens, que, si Δ_e augmente, A_h doit nécessairement décroître. La relation entre A_h et Δ_e paraît être des plus compliquée et assujettie en grande partie à l'influence des conditions locales.

Il est actuellement bien difficile de préciser dans quel sens ces influences locales peuvent se manifester, mais le fait par lui-même reste indiscutable. Ces causes sont certainement du domaine de la Géologie et tiennent sans doute aux propriétés caractéristiques des couches souterraines faisant partie des différents massifs de roches. Il s'ouvre là un nouveau et vaste champ de recherches, où les physiciens et sismologues de concert avec les géologues pourraient avec le temps jeter bien des lumières.

On peut certes émettre bien des hypothèses pour expliquer le fait curieux que l'amplitude du mouvement du sol n'est pas toujours en corrélation directe avec la distance épicentrale. Il se peut, premièrement, que les couches souterraines formant un certain bloc ont une période de vibration propre, de sorte que certaines catégories d'ondes sismiques, par un effet de résonance, produisent un mouvement vibratoire du sol plus intense, sans aucun rapport direct avec la distance épicentrale. Deuxièmement, la densité des couches souterraines doit certainement avoir aussi une influence sensible sur le mouvement apparent de la surface du sol, car, le principe de la conservation de l'énergie étant immuable, l'amplitude du mouvement du sol doit être, toutes choses égales d'ailleurs, d'autant moindre que les couches superficielles sont plus denses. Troisièmement, il se peut que la direction des lignes tectoniques le long desquelles s'est produit l'affaissement initial des couches dans la région épicentrale d'un tremblement de terre d'ordre tectonique ait une influence directe sur la manière dont se manifeste le mouvement du sol aux diverses stations éloignées, situées différemment par rapport à la direction de la ligne tectonique en question. Quatrièmement, les propriétés des couches intermédiaires, situées entre l'épicentre et le lieu d'observation, peuvent aussi apporter des modifications sensibles dans les trainées d'ondes qui les traversent. Cinquièmement, il se peut qu'en faisant une étude comparative des sismogrammes obtenus à différents endroits, il faille aussi tenir compte de la superposition d'ondes d'origine et de caractère différents. Entre autres, les ondes sismiques transversales, appartenant à la deuxième phase, une fois réfléchies à la surface du sol, celles notamment qu'on désigne par le symbole SR_1 , peuvent très bien, pour des stations relativement peu éloignées de l'épicentre, apporter un grand trouble dans les tracés de la phase maximale.

On pourrait faire maintes autres suppositions à ce sujet, mais il est inutile d'y insister plus longtemps: les recherches ultérieures éclairciront sans doute avec le temps ce problème compliqué et délicat.

Je voudrais tout de même, avant de quitter ce sujet, citer un exemple caractéristique à l'appui de ce fait, que les propriétés du sous-sol ont une influence prépondérante sur l'amplitude du mouvement des couches superficielles de l'écorce terrestre pour des sismes éloignés.

L'année passée, j'ai eu l'occasion de visiter Aix-la-Chapelle. Or il s'y trouve deux différentes stations sismiques, toutes deux sous la direction du Professeur Haussmann. La première de ces stations, établie aux environs de l'Ecole des mines (Bergschule), est située sur un massif rocheux; l'autre est installée au voisinage de l'Institut polytechnique de cette ville sur un sous-sol sablonneux. Or les observations démontrent indubitablement que les amplitudes rapportées au mouvement vrai du sol sont toujours plus grandes à la deuxième station qu'à la première. Ce fait indiscutable est de la plus haute importance, car il démontre clairement que les propriétés des couches souterraines ont une influence prépondérante sur l'amplitude du mouvement des couches superficielles. Malheureusement cette question importante de l'influence du sous-sol n'a pas attiré jusqu'à présent l'attention des sismologues et géologues comme elle le mériterait. Il est pourtant indispensable d'en tenir compte dans une étude comparative approfondie des sismogrammes obtenus à différents lieux d'observation, sans quoi on risque fort d'arriver à des résultats complètement erronés concernant la question de l'absorption de l'énergie sismique avec la distance.

Terminons cette digression pour reprendre l'étude comparative des sismogrammes pour les différents autres tremblements de terre cités plus haut.

Ces autres cas ont été traités à peu près de la même manière que le tremblement de terre du 10/VIII 1912, ce qui me permettra d'omettre dans la suite différents détails du dépouillement des sismogrammes, et de me borner à l'exposé pur et simple des chiffres obtenus et des résultats qui s'en suivent.

Tremblement de terre du 24/I 1912.

Les coordonnées de l'épicentre de ce sisme ont été déterminées séparément à Pulkovo et à Eskdalemuir, en mesurant l'azimut de l'épicentre α et en déterminant la distance épacentrale Δ d'après la différence des moments d'arrivée des ondes transversales et longitudinales ($S-P$).

La moyenne des deux déterminations a été:

$$\varphi_e = 39^\circ N$$

$$\lambda_e = 21^\circ E.$$

Ce point se trouve dans le voisinage de la côte ouest de la Thessalie (Grèce).

Pour ce sisme, je n'avais à ma disposition que les deux sismogrammes de Pulkovo et d'Eskdalemuir.

Stations	Δ_e	P	S	t_0	
				d'après T_1	d'après T_2
Pulkovo.	2400 klm.	$16^h 28^m 15^s$	$16^h 32^m 16^s$	$16^h 23^m 16^s$	$16^h 23^m 20^s$
Eskdalemuir. . . .	2550 »	— — 25	— — 36	— — 10	— — 12
Moyenne . . .				$16^h 23^m 13^s$	$16^h 23^m 16^s$

Moyenne définitive:

$$t_0 = 16^h 23^m 14^s.$$

L'étude comparative des sismogrammes a montré dans la première trainée d'ondes un maximum saillant et caractéristique, qui s'est laissé facilement identifier dans les tracés obtenus à Pulkovo et Eskdalemuir.

Il y avait en outre à Pulkovo encore deux trainées d'ondes pour chacune desquelles on a mesuré un maximum, mais les maxima correspondants dans le sismogramme d'Eskdalemuir ont été difficiles à identifier avec sûreté. Pour le troisième maximum, à Pulkovo, on a mesuré encore la composante verticale du mouvement du sol, qui était un peu en avance sur les composantes horizontales.

La différence de phase pour les deux composantes horizontales était dans tous les cas égale à zéro, le mouvement horizontal était par suite rectiligne.

Les résultats du dépouillement de ces sismogrammes sont donnés dans le tableau suivant.

Stations	I groupe				II groupe				III groupe				
	t_{xm}	A_N	A_E	T_p	t_{xm}	A_N	A_E	T_p	t_{xm}	A_N	A_E	A_z	T_p
Pulkovo. . .	$16^h 35^m 56^s$	-42^μ	env. $+38^\mu$	11^s	$16^h 37^m 20^s$	-58^μ	$+41^\mu$	12^s	$16^h 38^m 47^s$			$+34^\mu$	9^s
Eskdalemuir	$-36^m 35^s$	-72	-74	22	—	—	—	—	— — 51	-20^μ	-33^μ		9

En comparant les périodes T_p dans le premier groupe d'ondes, on voit que, quoique les distances épicentrales pour Pulkovo et Eskdalemuir ne différaient que de 150 kilomètres, la période des ondes sismiques correspondantes était à Eskdalemuir deux fois plus grande qu'à Pulkovo. C'est un fait curieux qu'à Pulkovo T_p est toujours sensiblement moindre qu'à Eskdalemuir.

La différence $\delta\Delta_e$ des distances épicentrales pour Eskdalemuir et Pulkovo étant très petite, on ne peut pas se servir de ces données pour obtenir une valeur même peu précise pour la vitesse de propagation V des ondes superficielles longues, mais, partant pour V de la valeur $V=3,48^{\text{klm.}}/\text{sec.}$, déduite des observations du sisme précédent, on trouve que la différence des moments t_{x_m} pour Eskdalemuir et Pulkovo aurait dû être égale à 43 secondes; les observations directes ont donné une différence de 39 secondes, ce qui est en bon accord avec le chiffre précédent.

Passons maintenant au mouvement vrai du sol.

Traitant les données de la même manière que dans le cas du sisme précédent, on trouve les résultats consignés dans le tableau suivant.

Stations	α	I groupe			II groupe			III groupe		
		α_h	γ	A_h	α_h	γ	A_h	α_h	γ	A_h
Pulkovo. . .	20°0 NE	42°1 SE	— 62°	56,6 ^u	35°3 SE	— 55°	71,0 ^u	58°8 NE	— 39°	38,6 ^u
Eskdalemuir. .	54°8 NW	45°8 NE	— 79°	103,2	—	—	—	—	—	—

Dans le cas de ce sisme, l'amplitude du mouvement du sol à Eskdalemuir était environ deux fois plus grande qu'à Pulkovo, tandis que, dans le cas du tremblement de terre du 10/VIII 1912, c'est justement le contraire qui a eu lieu. Pour ces deux sismes, les épicentres n'étaient pas trop éloignés l'un de l'autre et pourtant les résultats à Eskdalemuir et Pulkovo ont été tout à fait différents. Ce fait vient bien à l'appui à la supposition que la configuration des lignes tectoniques dans la zone épicentrale peut avoir une influence très marquée sur le mouvement du sol à des stations différemment orientées par rapport aux lignes de dislocation tectonique.

Pour Eskdalemuir, l'angle de polarisation γ dans le premier groupe d'ondes ne s'écarte pas trop de 90°, mais à Pulkovo cet angle n'est que de 62°. En comparant les valeurs de γ à Pulkovo pour les trois groupes d'ondes consécutifs, nous voyons que le plan de polarisation se déplace; le sens de la rotation de ce plan est le même que pour le sisme précédent, c'est-à-dire de gauche à droite.

Comparant la valeur de la composante verticale dans le troisième groupe d'ondes $A_z = 34^u$ avec la composante horizontale dans la direction de pro-

pagation des ondes superficielles $A_h \cos \gamma = 30,1^u$, nous trouvons que

$$\frac{A_z}{A_h \cos \gamma} = 1,13.$$

Or, selon la théorie de Lord Rayleigh et de H. Lamb, ce rapport devrait être égal à 1,47¹⁾. On pourrait expliquer de diverses manières ce désaccord entre la théorie et l'observation; j'ai déjà traité cette question dans une note intitulée «Beobachtungen über die Vertikalkomponente der Bodenbewegung»²⁾. Il est donc inutile d'y revenir ici, et je me borne en conséquence à signaler le fait matériel.

Tremblement de terre du 25/V 1912.

Ce sisme a donné des résultats particulièrement intéressants, que je vais maintenant exposer.

L'épicentre de ce sisme a été déterminé par la méthode azimutale (voir le sisme du 10/VIII 1912) en combinant les azimuts observés à Pulkovo et Eskdalemuir.

On a obtenu:

$$\varphi_e = 45^{\circ}6 N$$

$$\lambda_e = 26^{\circ}6 E.$$

Ce point se trouve dans la partie sud de la chaîne montagneuse des Carpathes.

Pour ce sisme, j'avais à ma disposition les sismogrammes de quatre stations sismiques, ceux de Tiflis, Pulkovo, Eskdalemuir et Irkutsk.

Ce tremblement de terre des Carpathes a offert quelques singularités, qui ont été traitées dans une note spéciale de mon premier assistant M. Wilip, insérée dans les Comptes rendus des séances de la Commission Sismique permanente³⁾, et en raison desquelles on ne saurait affirmer avec certitude que les moments des P et S pour ces 4 stations se rapportent toujours au même shock initial. Cette remarque vise surtout le moment de S pour Pulkovo et celui de P pour Irkutsk: aussi, dans le tableau suivant, en déduisant les valeurs moyennes de t_0 , ces deux données ont-elles été simplement omises.

¹⁾ Voir mes *Vorlesungen über Seismometrie* I. c., p. 90.

²⁾ Bulletin de l'Académie Impériale des sciences de Pétersbourg № 14, p. 983, 1911.

³⁾ T. VI, Livr. 1, p. 33.

Stations	Δ_e	P	S	t_0	
				d'après T_1	d'après T_2
Tiflis.	1520 klm.	18 ^h 4 ^m 57 ^s	18 ^h 7 ^m 35 ^s	18 ^h 1 ^m 36 ^s	18 ^h 1 ^m 35 ^s
Pulkovo.	1590 »	— 5 3	— — 25	— — 35	(— — 10)
Eskdalemuir. . . .	2340 »	— 6 36	— 10 30	— — 43	— — 45
Irkutsk.	5450 »	— 10 17	— 17 35	(— — 18)	— — 30
Moyenne . . .				18 ^h 1 ^m 38	18 ^h 1 ^m 37 ^s

Moyenne définitive:

$$t_0 = 18^h 1^m 38^s.$$

L'étude comparative des sismogrammes de ce sisme a montré le fait excessivement curieux, que le mouvement du sol à Pulkovo avait un tout autre caractère qu'aux autres lieux d'observation. On peut voir au sismogramme de Pulkovo dans deux groupes d'ondes consécutifs deux maxima très prononcés, qu'on retrouve aussi sur les autres sismogrammes, mais le fait le plus frappant est celui-ci, que la période T_p des ondes sismiques à Pulkovo est pour ces deux maxima excessivement courte, environ 2 secondes seulement. Il est vrai que la station de Pulkovo est relativement assez voisine de l'épicentre, et il y a tout lieu de s'attendre à des ondes sismiques de courte période, mais Tiflis se trouve aussi à peu près à la même, en effet à une moindre distance de l'épicentre, et pourtant rien de pareil ne s'est fait observer. Dans le premier groupe d'ondes, à Tiflis, le mouvement du sol était très irrégulier, et, dans le second, T_p était déjà égal à 9^s; en outre, le mouvement du sol était beaucoup moins prononcé qu'à Pulkovo. On eût dit que les ondes superficielles courtes et intenses émises par la zone épiscopentrale étaient sur leur trajet jusqu'à Tiflis en grande partie absorbées ou notablement affaiblies ou peut-être transformées par la grande chaîne des montagnes du Caucase, qu'elles avaient à traverser.

Enfin, à Eskdalemuir et Irkutsk, on retrouve les périodes ordinaires longues qui caractérisent la phase maximale. Pulkovo représente ainsi un cas exceptionnel et curieux.

On a pu encore mesurer un maximum dans un troisième groupe d'ondes à Pulkovo, Eskdalemuir et Irkutsk, quoique ce ne soit que pour ces deux dernières stations qu'on puisse admettre que ces deux maxima soient vraiment correspondants.

La différence de phase ϕ entre les deux composantes horizontales a été partout dans tous les cas à peu près égale à zéro, sauf dans le deuxième maximum pour Eskdalemuir, où ϕ atteignait 6 secondes et où le mouvement du sol était par conséquent sensiblement elliptique.

Le deuxième maximum à Irkutsk et le troisième à Tiflis n'ont pu être retrouvés avec certitude; du reste le sismogramme de Tiflis était par lui-même assez défectueux et indistinct, de sorte qu'il faut utiliser les résultats des observations de Tiflis avec quelque réserve.

Les résultats de l'étude comparative de ces quatre sismogrammes sont consignés dans le tableau suivant.

Stations	Δ_e	I groupe				II groupe			
		t_{x_m}	A_N	A_E	T_p	t_{x_m}	A_N	A_E	T_p
Tiflis.	1520 klm.	I r r é g u l i e r				18 ^h 11 ^m 31 ^s	—14 ^u	—14 ^u	9 ^s
Pulkovo.	1590 »	18 ^h 9 ^m 10 ^s	env. +20 ^u	—56 ^u	env. 2 ^s	— 9 26	+32	—58	env. 2
Eskdalemuir. . . .	2340 »	— 14 5	+ 8	+ 8	22	— 15 38 ¹⁾	— 7	— 8	19
Irkutsk.	5450 »	— 28 44	— 7	— 3	17	—	—	—	—

Stations	Δ_e	III groupe			
		t_{x_m}	A_N	A_E	T_p
Tiflis.	1520 klm.	—	—	—	—
Pulkovo.	1590 »	18 ^h 9 ^m 54 ^s	+14 ^u	+21 ^u	env. 2 ^s
Eskdalemuir. . . .	2340 »	— 18 11	+ 6	—12	13
Irkutsk.	5450 »	— 32 14	+ 6	—12	15

Tirons maintenant différentes conclusions.

La période moyenne des ondes sismiques T_p à Eskdalemuir et Irkutsk, en passant de la première trainée d'ondes aux suivantes, diminue. Cette diminution est plus marquée à Eskdalemuir qu'à Irkutsk, qui est situé beaucoup plus loin de l'épicentre. A Pulkovo, les ondes sismiques ont une période remarquablement courte d'environ 2 secondes, tandis qu'à Eskdalemuir, dans le premier groupe, T_p atteint la valeur de 22 secondes. Pour les trois tremblements de terre que nous avons considérés jusqu'à présent et dont les épicentres étaient relativement peu éloignés des stations européennes, Eskdalemuir se signale toujours par des périodes relativement longues des ondes sismiques; peut-être faut-il attribuer ce phénomène à l'influence de la Mer du Nord, que les ondes sismiques doivent traverser pour atteindre cette station sismique écossaise.

Le tableau précédent donne aussi le moyen de déterminer la vitesse moyenne de propagation V des ondes sismiques longues d'après la formule (1).

En combinant les données pour Eskdalemuir et Irkutsk, on trouve:

¹⁾ Valeur moyenne pour les deux composantes.

Pour le I groupe d'ondes

$$\delta\Delta_e = 3110 \text{ klm.} \quad \delta t_{x_m} = 879^s \quad V = 3,54 \text{ klm./sec.} \quad \text{Période moyenne } T_p = 19^s.$$

Pour le III groupe d'ondes

$$\delta\Delta_e = 3100 \text{ klm.} \quad \delta t_{x_m} = 843^s \quad V = 3,69 \text{ klm./sec.} \quad \text{Période moyenne } T_p = 14^s.$$

La première vitesse diffère très peu de celle (3,48) trouvée plus haut pour le tremblement de terre du 10/VIII 1912.

Quant à la seconde valeur de $V = 3,69$, elle est notablement supérieure, mais dans ce cas la période moyenne T_p est sensiblement moindre. Cela ferait supposer que quand V augmente T_p diminue.

Tâchons maintenant de trouver une valeur approchée pour la vitesse de propagation des ondes superficielles de très courte durée ($T_p = 2^s$). Comme les sismogrammes de Pulkovo affectent un tout autre caractère que ceux des autres stations, il faut à cet effet suivre des méthodes tout à fait différentes. J'ai appliqué pour déterminer V les deux méthodes suivantes.

Première méthode.

t_{x_m} est le moment du premier grand maximum dans la première trainée d'ondes à Pulkovo. Soit maintenant t_0' le moment correspondant à l'épicentre même et L le moment d'arrivée des premières ondes superficielles à Pulkovo même.

Nous avons

$$t_{x_m} = 18^h 9^m 10^s \\ L = 18^h 7^m 42^s.$$

Si t_0' était connu, nous aurions simplement

$$V = \frac{\Delta_e}{t_{x_m} - t_0'}, \dots \dots \dots (4)$$

où $\Delta_e = 1590 \text{ klm.}$

Pour le moment du déclenchement du sisme à l'épicentre même, nous avons trouvé

$$t_0 = 18^h 1^m 38^s.$$

Or, pour la valeur de t_0' , on peut faire les deux suppositions suivantes:

- 1) $t_0' = t_0$
- 2) $t_0' = t_0 + (t_{x_m} - L).$

En substituant la première valeur dans la formule (4), nous obtiendrons évidemment une limite inférieure de V ; en substituant la seconde, nous trouverons la limite supérieure. La seconde supposition est du reste la plus probable et doit donner pour V une valeur plus approchée de la vraie.

En exécutant les calculs, nous trouvons

$$3,52 < V < 4,37.$$

Il faut donc supposer que la vitesse de propagation des ondes superficielles très courtes est un peu inférieure à $4,37 \text{ klm./sec.}$

Seconde méthode.

Soit maintenant t_{x_m}' le moment d'arrivée du même maximum à une autre station, pour laquelle la distance épicentrale est égal à Δ_e' , et V' la vitesse de propagation des ondes superficielles relativement longues ($T_p = \text{env. } 19^s$).

Comme, aux autres stations, la période des ondes sismiques T_p était dans le premier groupe assez grande, nous pouvons poser

$$\left. \begin{aligned} t_{x_m} &= t_0' + \frac{\Delta_e}{V} \\ t_{x_m}' &= t_0' + \frac{\Delta_e'}{V'} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (5)$$

On peut maintenant éliminer t_0' entre les formules (5). Il vient:

$$V = \frac{\Delta_e}{\frac{\Delta_e'}{V'} - (t_{x_m}' - t_{x_m})} \dots \dots \dots (6)$$

Dans cette formule, nous pouvons identifier t_{x_m}' avec le moment du premier grand maximum dans le premier groupe d'ondes des autres stations; t_{x_m} , Δ_e et Δ_e' sont des quantités connues.

Quant à V' , nous pouvons prendre pour cette quantité la valeur trouvée plus haut pour ce même sisme pour la période moyenne $T_p = 19^s$, à savoir $V' = 3,54 \text{ klm./sec.}$

Ceci nous donne, en combinant les données de Pulkovo successivement avec celles d'Irkutsk et d'Eskdalemuir, les résultats suivants:

Pulkovo — Irkutsk	$V = 4,34 \text{ klm./sec.}$
Pulkovo — Eskdalemuir	$V = 4,34 \text{ klm./sec.}$

Nous obtenons ainsi par cette méthode pour ces deux combinaisons, des valeurs identiques pour V , qui sont en très bon accord avec la valeur limite supérieure $V = 4,37$, trouvée plus haut par la première méthode.

Si nous prenons maintenant pour V' une valeur qui est évidemment inférieure à la vraie, nous obtiendrons par la formule (6) une limite inférieure pour la valeur cherchée de V pour les ondes superficielles de courte période.

Comme il est toujours avantageux que Δ_e' dans la formule (6) soit petit, afin qu'une erreur dans la valeur de V' influence le moins possible le résultat du calcul, nous prendrons la valeur de Δ_e' pour Eskdalemuir et poserons $V' = 3,30^{\text{klm.}/\text{sec.}}$. Cette valeur de V' est sûrement inférieure à la vraie vitesse de propagation des ondes superficielles longues de période T_p d'environ 20 secondes. Ceci nous conduira donc à une limite inférieure pour V .

En effectuant le calcul, nous obtenons

$$V = 3,84^{\text{klm.}/\text{sec.}}$$

Nous voyons donc que la vitesse de propagation des ondes superficielles courtes de T_p égal environ 2 secondes est sûrement supérieure à $V = 3,84^{\text{klm.}/\text{sec.}}$ et très probablement voisine de $4,3^{\text{klm.}/\text{sec.}}$.

Cette analyse nous conduit ainsi à ce fait important, que les ondes superficielles courtes ont une vitesse de propagation plus grande que celle des ondes longues. Il suit de là que cette catégorie d'ondes sismiques (ondes superficielles) est sujette à une *dispersion*, qui, par analogie avec l'optique, doit être caractérisée comme une *dispersion anormale*. Ce fait relève immédiatement des observations.

L'existence d'une dispersion pour les ondes superficielles peut être aussi démontrée théoriquement.

Dans une de mes notes précédentes, intitulée «Über die Dispersion und Dämpfung der seismischen Oberflächenwellen»¹⁾, j'avais démontré qu'en reprenant les calculs de la théorie des ondes superficielles et en introduisant dans les équations générales de la théorie de l'élasticité un terme supplémentaire, dépendant du frottement dû au mouvement en question, on est immédiatement conduit à la nécessité d'admettre une dispersion anormale et un amortissement pour les ondes superficielles. Ce résultat purement théorique semble donc être entièrement confirmé par l'observation directe.

Passons maintenant au mouvement du sol.

Le tableau nous montre qu'à Pulkovo et Irkutsk l'angle de polarisation γ dans le premier groupe d'ondes s'écarte très peu de 90° , mais à Eskdalemuir il est notablement inférieur.

¹⁾ Bulletin de l'Académie Impériale des sciences de Pétersbourg, № 2, p. 219, 1912.

Stations.	α	I groupe			II groupe			III groupe		
		α_h	γ	A_h	α_h	γ	A_h	α_h	γ	A_h
Tiflis.	$67^\circ 3 SE$	—	—	—	$45^\circ 0 SW$	-68°	$19,8^u$	—	—	—
Pulkovo.	$10^\circ 6 NE$	$70^\circ 3 SE$	-81°	$59,5^u$	$61^\circ 1 SE$	-72°	$66,2$	$56^\circ 3 NE$	$+46^\circ$	$25,2^u$
Eskdalemuir. . .	$75^\circ 2 NW$	$45^\circ 0 NE$	-60°	$11,3$	$48^\circ 8 NE$	-56°	$10,6$	$63^\circ 4 NW$	$+12^\circ$	$13,4$
Irkutsk.	$64^\circ 9 SE$	$23^\circ 2 SW$	$+88^\circ$	$7,6$	—	—	—	$63^\circ 4 SE$	$+2^\circ$	$13,4$

En passant du premier groupe d'ondes aux groupes consécutifs, nous voyons que le plan de polarisation des oscillations sismiques change, et le sens de sa rotation est comme pour les sismes précédents de gauche à droite¹⁾.

Dans le troisième groupe d'ondes pour les stations les plus éloignées, comme Eskdalemuir et Irkutsk, la direction des vibrations s'écarte très peu de la ligne de propagation des ondes sismiques.

Ce changement de position du plan de polarisation semble caractéristique pour les sismes d'origine peu éloignée.

Quant aux amplitudes du mouvement vrai du sol, Pulkovo se distingue parmi les autres stations par ses grandes valeurs de A_h . Quoique Tiflis soit un peu plus rapproché de l'épicentre que Pulkovo, le mouvement du sol y est beaucoup moins prononcé et la période des oscillations beaucoup plus longue, 9 secondes au lieu de 2 secondes (v. le tableau p. 17).

Cet exemple est très important, car il met clairement en évidence le fait que l'amplitude du mouvement du sol pour un sisme donné ne dépend pas seulement de la distance épacentrale Δ_e , mais est influencé par maints autres facteurs dépendant de la situation réciproque de la zone épacentrale et du lieu d'observation. L'étude approfondie de ce phénomène curieux ouvre un vaste champ à de nouvelles recherches d'ordre purement géologique.

Tremblement de terre du 10/VI 1912.

Les coordonnées de l'épicentre de ce sisme ont été déterminées au moyen des données fournies par la seule station de Pulkovo: azimuth α et distance épacentrale Δ_e .

On a obtenu:

$$\varphi_e = 56^\circ 41' N$$

$$\lambda_e = 162^\circ 14' W.$$

¹⁾ Il est vrai que pour Irkutsk le premier γ est égal à $+88^\circ$, mais il se peut que ce soit la direction opposée $\gamma = -92^\circ$ qu'il faille prendre en considération.

Ce point se trouve dans le voisinage de la péninsule d'Alaska; nous avons donc ici le cas d'un sisme très-éloigné.

J'avais à ma disposition pour l'étude de ce tremblement de terre seulement les tracés de Pulkovo, d'Eskdalemuir et d'Uccle. Malheureusement celui d'Irkutsk, qui aurait été très important pour la détermination de la vitesse de propagation des ondes sismiques, me faisait défaut, ou du moins je l'avais bien, mais il était, par suite de l'affaiblissement des points lumineux, tellement indistinct, que je n'ai pu m'en servir.

Les coordonnées de l'épicentre ont été déterminées (au moyen des observations de Pulkovo seule) avec une assez haute précision pour un sisme aussi éloigné, comme on peut s'en convaincre par le tableau suivant, où je mets en regard les distances Δ_e de l'épicentre à diverses stations sismiques et les distances épicentrales Δ , données par les stations elles-mêmes d'après la différence des moments d'arrivée des premières ondes transversales et longitudinales ($S - P$).

Stations	Δ_e	Δ	$\Delta - \Delta_e$
Pulkovo.	7020 klm.	7020 klm.	0 klm.
Eskdalemuir.	7420 »	7480 »	+60 »
Uccle.	8000 »	7950 »	-50 »

L'accord est des plus satisfaisants.

Les valeurs de t_0 pour le moment du déclenchement du sisme à l'épicentre même sont données dans le tableau suivant.

Stations	Δ_e	P	S	t_0	
				d'après T_1	d'après T_2
Pulkovo.	7020 klm.	16 ^h 16 ^m 29 ^s	16 ^h 24 ^m 59 ^s	16 ^h 5 ^m 57 ^s	16 ^h 5 ^m 57 ^s
Eskdalemuir.	7420 »	— 44	— 25 38	— 49	— 53
Uccle.	8000 »	— 17 18	— 26 35	— 50	— 46
Moyenne				16 ^h 5 ^m 52 ^s	16 ^h 5 ^m 52 ^s

Moyenne définitive:

$$t_0 = 16^h 5^m 52^s.$$

Les tracés obtenus à ces trois stations étaient assez compliqués et difficiles à déchiffrer. Ceux d'Eskdalemuir et d'Uccle étaient assez semblables, mais celui de Pulkovo avait de nouveau un tout autre caractère, quoique les instruments, installés à ces trois stations, fussent identiques. Ceci rendait l'identification des maxima pour Pulkovo extrêmement difficile.

On a pu en général mesurer des maxima dans trois groupes d'ondes différents, mais pour certains d'entre eux les deux composantes A_N et A_E accusaient déjà une petite différence de phase ϕ , qui correspondait à un

mouvement elliptique du sol¹⁾. Pour un sisme d'origine aussi éloignée, il fallait du reste, d'après ce que nous avons déjà vu, s'y attendre.

A toutes les stations d'observation, Pulkovo inclus, les ondes sismiques étaient caractérisées par des périodes T_p très longues.

Les résultats du dépouillement de ces sismogrammes se trouvent consignés dans le tableau suivant.

Stations	I groupe				II groupe				III groupe			
	t_{x_m}	A_N	A_E	T_p	t_{x_m}	A_N	A_E	T_p	t_{x_m}	A_N	A_E	T_p
Pulkovo.	I n d i s t i n c t.				16 ^h 39 ^m 59 ^s	env. — 48 ^u	+21 ^u	21 ^s	16 ^h 42 ^m 19 ^s	— 48 ^u	env. +38 ^u	23 ^s
Eskdalemuir.	16 ^h 40 ^m 10 ^s	+57 ^u	+22 ^u	30 ^s	— 41 50	+47	— 29	27	— 44 12	— 46	+30	20
					— 42 26	+55	+23	26				
Uccle.	{	— 43 57	+35	— 22 28	— 45 57	+28	— 22	24	— 48 21	— 46	— 22	21
					— 44 24	+39	— 22 29					

Ce tableau nous montre que les périodes des ondes superficielles étaient, pour ce sisme éloigné, partout très longues. Les plus grandes valeurs de T_p se manifestent en général comme d'habitude à Eskdalemuir et les plus petites à Pulkovo. Ceci paraît être une règle générale. A la même station, à l'exception de Pulkovo, en passant du premier groupe d'ondes aux groupes consécutifs, T_p décroît.

On n'a pas pu se servir de ces données pour la détermination de la vitesse de propagation des ondes sismiques, la différence $\delta\Delta_e$ des distances épicentrales étant trop petite. Les autres méthodes n'auraient pu non plus, vu les grandes distances épicentrales Δ_e , fournir des résultats exacts. On était donc obligé d'abandonner cette question.

Quant au mouvement vrai du sol, il a affecté pour ce sisme éloigné un tout autre caractère que dans le cas des trois sismes précédents, relativement voisins de certaines stations d'observation, comme on peut s'en convaincre par les chiffres consignés dans le tableau suivant.

Stations	α	I groupe			II groupe			III groupe		
		α_h	γ	A_h	α_h	γ	A_h	α_h	γ	A_h
Pulkovo.	7°,7 SW	—	—	—	23°,6 SE	—31°	52,4 ^u	38°,4 SE	—46°	61,2 ^u
Eskdalemuir.	12°,4 SE	21°,1 SW	+ 34°	61,1 ^u	31°,7 SE	—19°	55,2	33°,1 SE	—21°	54,9
					22°,7 SW	+35°	59,6			
Uccle.	7°,7 SE	32°,1 SE	—24°	41,3	38°,2 SE	—31°	35,6	25°,6 SW	+33°	51,0
		20°,4 SE	—22°	44,8	35°,4 SE	—28°	38,0			

¹⁾ Dans ces cas on a pris pour t_{x_m} la moyenne pour les deux composantes.

Ce tableau nous montre que, dans ce cas d'un sisme très éloigné, les valeurs de γ sont notablement plus petites que pour les sismes précédents, relativement voisins; en outre, γ prend souvent des valeurs négatives.

Il se peut du reste qu'au début de la phase maximale, la composante transversale domine et γ ne s'écarte pas trop de 90° , comme l'indique par exemple le sismogramme d'Eskdalemuir, où, avant l'arrivée du premier groupe d'ondes presque du Nord, la composante A_E était très saillante, tandis que la composante A_N était beaucoup moins prononcée et très irrégulière; mais, après un certain laps de temps, γ diminue, comme pour les cas des sismes voisins.

Nous n'observons pas non plus, comme dans les cas précédents, une rotation plus ou moins régulière du plan de polarisation, toujours dans le même sens. Il semble au contraire qu'ici ce plan oscille entre des limites données auprès du grand cercle passant par l'épicentre et le lieu d'observation.

En effet, nous voyons pour ces trois groupes d'ondes qu'à Eskdalemuir γ varie entre -21° et $+35^\circ$ et à Uccle entre -31° et $+33^\circ$.

La caractère du mouvement du sol semble donc être autre pour un sisme très éloigné que pour un sisme voisin.

Les amplitudes du mouvement du sol (A_h) à Pulkovo et Eskdalemuir diffèrent relativement peu les unes des autres, quoique le caractère du mouvement même soit différent. Dans le cas de ce sisme, les ondes sismiques ont dû faire un long parcours à travers l'Océan Arctique pour arriver aux deux stations d'observation. Les amplitudes à Uccle pour les deux premiers groupes d'ondes sont notablement moindres qu'à Pulkovo et Eskdalemuir, quoique la différence des distances épacentrales ne soit pas très grande.

Ces exemples nous montrent clairement combien le mouvement du sol dans la phase principale d'un tremblement de terre est compliqué, et quelle immense influence paraissent avoir sur le phénomène en question les conditions locales. En outre, il faut faire une distinction entre les effets produits par des sismes lointains et des sismes proches.

Ce problème du mouvement vrai du sol dans la phase maximale d'un tremblement de terre mériterait d'être étudié à fond. Les matériaux nécessaires pour une étude approfondie sur cet argument s'accumulent petit à petit; il ne reste aux sismologues qu'à en faire usage.

Ce n'est certes pas en étudiant quatre sismes, et encore par des méthodes aussi peu rigoureuses que celles dont il a été question ici, qu'on peut espérer découvrir des lois plus ou moins générales et préciser l'influence des conditions locales; il faudrait pour cela disposer de matériaux d'observation beaucoup plus abondants et faire des recherches beaucoup plus soignées et approfondies. L'objet de cette note doit être considéré, comme je l'ai

du reste indiqué plus haut, seulement comme une première tentative, tout à fait préliminaire, entreprise dans cette voie. Néanmoins elle a fourni un certain nombre de résultats positifs, susceptibles peut-être de quelque intérêt pour qui s'occupe des problèmes de la Sismologie moderne.

Outre ces quatre tremblements de terre, mentionnés plus haut, j'ai étudié encore, mais non en détail, les sismogrammes obtenus à Pulkovo pour quatre autres sismes, pour lesquelles l'azimut de l'épicentre était respectivement N , E , S et W et encore deux autres sismes pour lesquels les azimuts étaient très voisins de N et de W .

Ce sont les sismes suivants:

N	Date.	Azimut.	Epicentre.	Latitude.	Longitude.
I	12/VI. 1912	$0^\circ NE$	Près d'Alaska	$57^\circ 7' N$	$149^\circ 7' W$
II	23/VIII. 1912	$90^\circ NE$	Près du Tibet	$37^\circ 2' N$	$94^\circ 1' E$
III	9/VII. 1912	$0^\circ SE$	Afrique. Près du lac Albert-Nianza	$2^\circ 1' N$	$30^\circ 3' E$
IV	31/X. 1912	$90^\circ NW$	Près des Iles Azores	$35^\circ 9' N$	$34^\circ 8' W$
V	7/VII. 1912	$3^\circ 4' NE$	Alaska.	$63^\circ 3' N$	$156^\circ 0' W$
VI	6/VIII. 1913	$86^\circ 4' NW$	Au Peru	$13^\circ 3' S$	$71^\circ 7' W$

Les coordonnées géographiques de ces épicentres ont été déterminées d'après les observations de Pulkovo (par l'azimut α et la distance épacentrale Δ).

Passons maintenant en revue les traits caractéristiques des sismogrammes de Pulkovo, fournies par ces tremblements de terre.

N I. Azimut N . Le diagramme correspondant est exempt de maxima caractéristiques. Au début des ondes longues (après la phase L), le mouvement du sol est beaucoup plus intense pour la composante $E-W$ que pour la composante $N-S$, qui correspondrait à la direction d'où proviennent les ondes sismiques longues. Après un certain laps de temps, la différence entre les amplitudes des deux composantes est notablement atténuée et elles deviennent à peu près égales entre elles.

N II. Azimut E . Sismogramme très caractéristique, avec des maxima très prononcés dans la phase principale. Au début de cette phase, on observe un groupe de maxima très forts et bien nets sur la composante $N-S$. Ensuite, au bout d'environ 3 minutes, apparaissent des maxima intenses sur la composante $E-W$, mais le mouvement intense de la composante $N-S$ persiste toujours.

№ III. Azimut S . Sismogramme peu caractéristique, avec des maxima faibles. Après la phase L , le mouvement est très-irrégulier, mais la composante $E-W$ semble prédominer. Ensuite la différence entre les amplitudes des deux composantes s'atténue. Les maxima manquent de netteté.

№ IV. Azimut W . Ce tremblement de terre est un cas d'une certaine anomalie. La phase S est très forte pour la composante $E-W$ et très faible pour la composante $N-S$. Le plus souvent on observe au début de la seconde phase S un mouvement du sol presque perpendiculaire à la ligne de propagation des ondes superficielles, c'est-à-dire que le vecteur du déplacement d'une particule de la surface terrestre dans les premières ondes transversales se trouve dans le plan de l'horizon du lieu d'observation. Nous avons donc pour ce sisme du 31/X 1912 un cas pour ainsi dire anomal, qui trouve sa répercussion dans la phase maximale, pour laquelle le mouvement du sol pour la composante $E-W$ est en général plus intense que pour la composante $N-S$. Il semble donc qu'il y a une corrélation directe entre ces deux genres de mouvements: au début de la seconde phase et dans la phase maximale. C'est une question qui mériterait d'être approfondie en détail.

№ V. Azimut $\alpha = 3^{\circ}4 NE$. Les ondes sismiques longues arrivent presque du Nord. Sisme très fort. Beaucoup de maxima très nets et intenses. Le tracé est très compliqué, mais le mouvement pour la composante $E-W$ est indubitablement plus fort.

№ VI. Azimut $\alpha = 86^{\circ}4 NW$. Les ondes sismiques longues proviennent presque de l'Ouest. Tremblement destructif au Peru. Le sismogramme de Pulkovo pour une distance épacentrale énorme d'environ 11960 kilomètres donne encore des amplitudes relativement colossales. Bientôt après l'arrivée des ondes longues, on a observé pour la composante $N-S$ un déplacement total du sol (double amplitude) s'élevant à 4428 microns, c'est à dire d'environ 4 millimètres et demie.

Au début de la phase maximale, le mouvement pour la composante $N-S$ est beaucoup plus intense que pour la composante $E-W$. Les grands maxima pour cette dernière composante n'apparaissent que plus tard.

L'analyse succincte des sismogrammes fournis par ces six sismes nous montre donc qu'à l'exception du № IV, qui semble se rapporter à un cas anomal, qu'on observe du reste quelquefois, le mouvement du sol au début de la phase principale ou même quelquefois bientôt après l'arrivée des ondes longues s'effectue presque perpendiculairement à la direction de la propagation des ondes. Nous avons donc affaire ici à des ondes superfi-

cielles *transversales*, pour lesquelles l'angle de polarisation γ s'écarte peu de 90° . Ce résultat est en parfait accord avec ce que nous avons trouvé plus haut.

En terminant, je voudrais faire observer que M. Grablowitz, dans un mémoire publié récemment «Sulle varie fasi dei sismogrammi»¹⁾, est arrivé de son côté au même résultat, à savoir qu'au début des ondes longues le mouvement vrai du sol s'effectue perpendiculairement à la direction de propagation des oscillations sismiques superficielles.

Résumé.

Les résultats de cette recherche, qu'il faut envisager seulement comme une première tentative d'aborder le problème du mouvement vrai du sol dans la phase maximale d'un sisme, peuvent se résumer ainsi:

1) L'étude comparative des sismogrammes obtenus à Eskdalemuir, Irkutsk, Pulkovo, Tiflis et Uccle avec des instruments identiques de très haute sensibilité, à savoir des pendules horizontaux apériodiques à enregistrement galvanométrique, a montré qu'un même tremblement de terre produit à différents lieux d'observation des mouvements du sol dans la phase maximale tout à fait différents.

2) Ces différences se manifestent dans les périodes des ondes, dans les amplitudes du mouvement du sol et souvent dans l'aspect général du sismogramme, ce qui rend l'identification des maxima correspondants sur différents diagrammes parfois très difficile.

3) Il n'y aucune corrélation simple entre l'amplitude du mouvement vrai du sol et la distance épacentrale Δ_e . Souvent, pour des petites valeurs de Δ_e , le mouvement du sol est moins intense que pour des valeurs de Δ_e plus grandes.

Quelquefois, pour des valeurs de Δ_e à peu près égales, l'intensité et le caractère même du mouvement du sol est tout à fait différent.

4) Les conditions locales et la situation du lieu d'observation par rapport à l'épicentre ont une influence des plus marquées sur le caractère du mouvement du sol. Ce fait indiscutable rend l'étude comparative des sismogrammes d'un même sisme, obtenus à différentes stations, extrêmement difficile, mais ouvre en même temps un vaste et nouveau champ de recherches d'ordre sismologique et géologique.

La superposition d'ondes de différentes origines et périodes apporte une nouvelle complication dans le phénomène à étudier.

¹⁾ Bollettino della Società Sismologica Italiana, Vol. XVII, fasc. 56, Anno 1913.

5) Pour expliquer l'influence tellement dominante des conditions locales sur le caractère du mouvement du sol aux diverses stations d'observation, on peut émettre différentes hypothèses, entre autres les suivantes:

I) Les couches souterraines formant un seul bloc possèdent une période de vibration propre et renforcent certaines catégories d'ondes sismiques au détriment des autres.

II) La densité des couches superficielles de l'écorce terrestre doit nécessairement influencer les amplitudes du mouvement vrai du sol.

III) L'orientation, par rapport au lieu d'observation, des lignes tectoniques le long desquelles s'est produit l'affaissement des couches rocheuses dans la zone épacentrale peut avoir une importance prédominante sur le caractère du mouvement engendré.

IV) Les couches intermédiaires entre l'épicentre et le lieu d'observation peuvent apporter des modifications très sensibles dans les trainées d'ondes qui les traversent.

V) La différence de caractère des sismogrammes obtenus à différentes stations d'observation peut en partie être aussi redevable à la superposition de différentes autres trainées d'ondes. Pour des sismes d'origine relativement peu éloignée, les ondes transversales une fois réfléchies (SR_1) peuvent sans doute produire une grande complication dans les tracés de la phase principale.

On ne peut faire actuellement que des suppositions gratuites à ce sujet. C'est aux recherches futures qu'il incombera de remonter à l'origine et aux causes mêmes de ces influences perturbatrices.

6) Pour des maxima très prononcés, la différence de phase entre les deux composantes du mouvement horizontal du sol est dans la plus grande partie des cas égale à zéro.

Pour des maxima moins saillants, surtout dans les trainées d'ondes consécutives ou pour des distances épacentrales plus grandes, une certaine différence de phase se fait souvent sentir.

7) L'angle de polarisation γ , c'est-à-dire l'angle entre la direction des vibrations horizontales sismiques et le plan de propagation des ondes superficielles, est variable.

Pour des sismes relativement peu éloignés, dans les premières trainées d'ondes de la phase maximale, ordinairement γ ne s'écarte pas trop de 90° , ce qui correspondrait à des vibrations transversales. Avec le temps, pour les trainées d'ondes consécutives, γ décroît et le plan de polarisation des vibrations tourne de gauche à droite.

Pour un sisme éloigné, la marche de γ paraît être un peu autre: le

plan de polarisation semble tendre à osciller auprès du plan de propagation des ondes superficielles.

8) Le fait du changement du plan de polarisation et l'existence d'une différence de phase entre les deux composantes horizontales dans les cas cités au N° 6, tend à faire supposer qu'il existe une petite différence entre les vitesses de propagation des ondes superficielles longitudinales et transversales.

9) La période des ondes sismiques T_p décroît en général en passant des premières trainées d'ondes aux ondes consécutives.

Pour des grandes distances épacentrales Δ_e , les valeurs de T_p sont plus grandes et la différence entre ces valeurs pour différentes stations est beaucoup moins accentuée que pour des petites valeurs de Δ_e , où elle est parfois très grande, même pour des distances épacentrales à peu près égales.

Pour des tremblements de terre relativement voisins, les périodes des ondes sismiques à Eskdalemuir en Ecosse sont beaucoup plus grandes qu'à Pulkovo. Cela semble être une règle générale.

10) Il arrive des cas, où, à une station donnée, on observe des mouvements du sol assez intenses, correspondant à des périodes T_p très courtes, qui font absolument défaut aux autres lieux d'observation, situés même presque à la même distance de la zone épacentrale.

Ce résultat curieux, joint au fait que les sismes très éloignés sont caractérisés par des périodes relativement longues dans la phase principale, fait supposer que les ondes superficielles courtes sont plus facilement absorbées par le milieu qui les propage, que les ondes longues.

11) Les sismes rapprochés produisent, à différentes stations situées environ à la même distance de l'épicentre, des mouvements du sol tout à fait différents; pour des sismes éloignés, ces différences sont notablement atténuées.

12) La vitesse V de propagation des ondes superficielles dépend de la période des ondes T_p . Les tremblements de terre étudiés ont donné les résultats suivants:

Période moyenne T_p .	V	
19^s	$3,49 \text{ km./sec.}$	} Moyenne $V = 3,50 \text{ km./sec.}$
	$3,47$	
	$3,48$	
	$3,54$	
14^s	$3,69$	
2^s	$4,34$	

Il se peut que ce dernier chiffre (4,34) représente une limite supérieure de la vitesse correspondante. Pour $T_p = 2^s$, en tout cas, V doit être supérieur à $3,84 \frac{\text{km.}}{\text{sec.}}$.

Ce résultat nous montre clairement qu'il existe une *dispersion* pour les ondes superficielles longues, qui, par analogie avec l'optique, peut être caractérisée comme une dispersion anormale. L'existence d'une dispersion pour les ondes superficielles s'affirme aussi comme une conséquence immédiate et nécessaire de considérations théoriques, empruntées à la théorie de l'élasticité.

Nous voyons ainsi que cette étude, quoique tout à fait préliminaire, sur le mouvement du sol dans la phase principale d'un tremblement de terre nous a conduit à des résultats qui pourraient avoir un certain intérêt pour la Sismologie et la Géologie. Ce problème, tout compliqué et difficile qu'il est, n'en mériterait pas moins une étude suivie et approfondie.

On a accumulé déjà beaucoup de matériaux d'observation, et il serait bien temps de les faire valoir et de les étudier à fond, afin qu'on ne puisse pas faire à la Sismologie le même reproche qu'on a si souvent fait à la Météorologie et au Magnétisme terrestre, à savoir, qu'elles se bornent presque exclusivement à accumuler des données d'observation, sans en profiter pour déduire des lois générales et des conclusions d'ordre purement scientifique.

L'étude approfondie du mouvement vrai du sol dans la phase principale d'un sisme ouvre un vaste champ de recherches, qui pourraient avec le temps jeter beaucoup de lumière sur les phénomènes intéressants et compliqués dont sont le siège les couches superficielles de l'écorce terrestre.

Octobre 1914.

